

宮崎層群の層位学的研究

| | |
|-----|---|
| 著者 | 鈴木 秀明 |
| 雑誌名 | 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告 |
| 巻 | 90 |
| ページ | 1-24 |
| 発行年 | 1987-03-25 |
| URL | http://hdl.handle.net/10097/33210 |

宮崎層群の層位学的研究

鈴木 秀 明

目 次

| | 頁 | | 頁 |
|-----------|----|------------------|----|
| 緒言 | 1 | III. 化石 | 10 |
| I. 地質概説 | 1 | A. 浮遊性有孔虫化石 | 10 |
| II. 地質各説 | 5 | B. 石灰質ナノプランクトン化石 | 11 |
| A. 内海川層群 | 5 | C. 底生有孔虫化石 | 11 |
| B. 宮崎層群 | 5 | D. 軟体動物化石群集 | 12 |
| B-1. 東諸県層 | 5 | IV. 宮崎層群の年代 | 12 |
| B-2. 清武層 | 6 | V. 宮崎層群の堆積環境の総括 | 13 |
| B-3. 都於郡層 | 7 | VI. 対比 | 13 |
| B-4. 西都層 | 8 | VII. 地質構造 | 15 |
| B-5. 児湯層 | 10 | VIII. 結論 | 18 |
| | | 引用文献 | 19 |

緒 言

宮崎県宮崎平地に分布する海成新第三系についての研究は、古くは大塚(1900)・伊木(1904)に遡る。岩質は単調であるが側方への岩相変化は著しく、地区ごとに高鍋層群(大塚, 1930), 妻層群(大塚, 1930), 宮崎層群(内尾, 1947), 油津層群(黒田・松本, 1942)の4層群が認識された。首藤(1952)は、全地域にわたる詳細な地質研究の結果、これら4層群は同時異相または整合関係にあるとして一括し、宮崎層群として再定義した。Natori (1976) は、浮遊性有孔虫化石に基づく層位学的研究の結果、宮崎層群は上部中新統から更新統にわたるとした。また西田(1980b)も、石灰質ナノプランクトン化石に基づく層位学的研究の結果、やはり同様の年代を報告している。武樋(1978MS)は、首藤(1952)の宮崎相相当層と青島相相当層との間に不整合を認め、青島相相当層を内海川層群として独立させた。その後、佐藤(1979MS)・小島(1979MS)・平野(1980MS)・玉田(1980MS)らが地区ごとに調査を行ない、東北大学地質学古生物学教室卒業論文として報告した。本研究は、以上の研究史を背景に、1984年から1986年にかけて、東北大学大学院理学研究科修士課程課題研究として行なったもので、とくに宮崎層群の層序の見直しを計るとともに、地質構造の解明に努めた。

研究を進めるにあたり、東北大学地質学古生物学教室の北村 信名誉教授・中川久夫教授・遅沢壮一博士からは、終始御指導・御助言を賜わった。熊本大学の尾田太良助教授には浮遊性有孔虫化石の同定をお願いした。東北大学地質学古生物学教室大学院の秋元和実氏には底生有孔虫化石の同定を、田中裕一郎氏には石灰質ナノプランクトン化石の同定をお願いした。宇都宮大学の酒井豊三郎助教授からは、有益な御助言を賜わるとともに未公表資料を参考にさせていただいた。東北大学地質学古生物学教室卒業生の武樋憲明氏・佐藤比呂志博士・小島芳之氏・平野芳昭氏・玉田芳和氏からは、卒業論文資料を提供していただいた。同教室の石川昭夫技官・宍戸正明技官には岩石薄片作製をお願いした。高柳洋吉・小高民夫両教授をはじめ、同教室の他の各位からは種々の御教示・御協力を賜わった。また現地では、高岡町の清水旅館の皆様大変お世話になった。これらの方々的心より感謝を申し上げる。

I. 地 質 概 説

宮崎層群は、児湯郡川南町から宮崎市南部の加江田川にかけての低地帯、いわゆる宮崎平地に分布する海成新第三系である (Fig. 1)。平地は幾つかの平坦面から成る顕著な段丘地形を示し、とくに一ツ瀬川

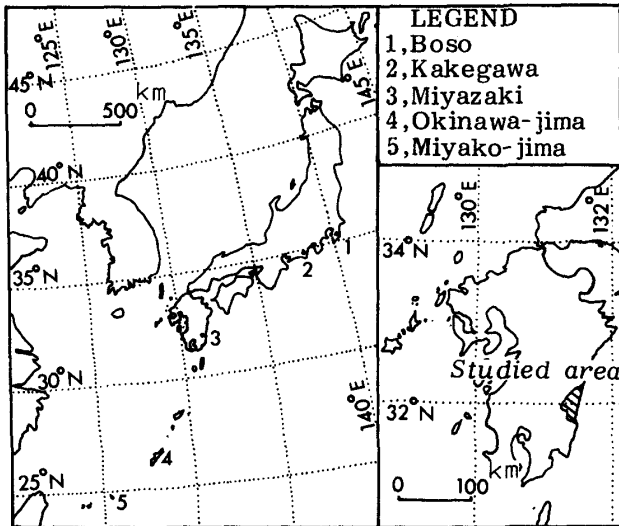


Fig. 1. Map showing the studied area.

以北では段丘面の保存が良く、宮崎層群は河川沿いのみに露出する (Endo, 1968; 星埜, 1971)。

宮崎層群は、宮崎平地と九州山地南部とが NE-SW 方向の線で接する地帯において、四万十累層群および中部中新統の尾鈴山酸性岩類を不整合に覆う。宮崎市南方の青島から鶴戸へ至る海岸山地には、中部中新統上部から上部中新統にわたる内海川層群 (武樋, 1978MS) が分布し、その西側の南那珂山地には、宮崎層群および内海川層群に不整合に覆われる、下部始新統から下部中新統にわたる日南層群 (黒田・松本, 1942; 加藤, 1985) が分布する。東諸県郡高岡町柞ノ木橋・内ノ八重西方の高岡山地には、白亜系の内ノ八重層 (竹下, 1982) の報告があり、木野ほか (1984) は高岡帯と仮称して日南帯とは区別している。

宮崎層群の大局的構造は、基盤岩類の構成する地形に著しく調和的である。北部から中部にかけて NE-SW の走向を示し、中部において向斜状に屈曲して走向が NW-SE へ変わり、さらに南部では NS の走向を示す。一般に東方へ 10~20° 前後、急な部分で 40° ほど傾斜する比較的単調な同斜構造をもつ (Fig. 2)。

宮崎層群は、礫岩層、砂岩層、泥岩層およびそれらの互層から成り、わずかに凝灰岩層が挟まれる。単調な岩質にもかかわらず岩相の側方変化が著しい。北部では淘汰不良な砂質岩層が卓越し、南方へ向かって淘汰不良な泥質岩層に移行、さらに、厚い砂岩泥岩互層となる。

宮崎層群の層序を編むうえで、砂岩泥岩互層の扱い方は重要な意味をもつ。そこで、砂岩層と泥岩層

の比率に基づいて砂岩泥岩互層の区分を行なうとともに、次に示す分類基準を設定した。

1. 砂岩泥岩互層 1 セットの平均互層層厚が 20 cm 以上の場合、砂岩泥岩比: R (砂岩層総層厚/砂岩泥岩互層総層厚) に従って分類する。

$0 \leq R < 0.1$ 泥岩層

$0.1 \leq R < 1/3$ 優泥岩砂岩泥岩互層

$1/3 \leq R < 2/3$ 等量砂岩泥岩互層

$2/3 \leq R < 0.9$ 優砂岩砂岩泥岩互層

$0.9 \leq R < 1$ 成層砂岩層

2. 砂岩泥岩細互層

砂岩泥岩互層 1 セットの平均層厚が 20 cm 未満の砂岩泥岩互層。

3. 含植物片黒色縞状砂泥層

植物片に富み黒色を帯びた、砂質泥岩層と泥質砂岩層の互層。

4. 礫岩砂岩泥岩互層

礫岩層・砂岩層・泥岩層から成る互層。

5. $R = 1$ の場合は砂岩層とする。厳密には層厚が 5 m 以上の場合に単層として認識する。

6. 砂岩層または泥岩層中に礫が認められる場合、単位断面積中に占める礫の割合が 10 % 以上の場合に礫岩層とみなし、10 % 未満ならば含礫砂岩層または含礫泥岩層とする。

上記の分類基準で岩相を区分し、さらに堆積の輪廻 (粗粒物質に始まり細粒物質に終わる堆積のサイクル) という概念を用いて岩相層序単位を認識した。

北部地域では、礫岩層に始まり、細粒~泥質砂岩層を経て砂質泥岩層に終わる輪廻と、厚砂岩層を挟む優砂岩砂岩泥岩互層に始まり、泥岩層に終わる輪廻の、2 つの輪廻が認められる。ここで、それぞれを西都層、児湯層とする。

南部地域では、礫岩層に始まり、細粒~泥質砂岩層を経て泥岩層に終わる輪廻、礫岩砂岩泥岩互層に始まり、優砂岩砂岩泥岩互層を経て優泥岩砂岩泥岩互層に終わる輪廻、成層砂岩層に始まり、泥岩層に終わる輪廻の、3 つの輪廻が認められる。ここで、それぞれを東諸県層、清武層、都於郡層とする。

宮崎層群の模式層序を Fig. 3 に示す。東諸県層、清武層および都於郡層は、西都層と指交し、児湯層は宮崎層群の最上部層である。Fig. 4 は従来の研究との比較であるが、Shuto (1961) の青島相相当層がより古い年代に位置づけられる以外は、本質的に同様の岩相層序単位が認識される。

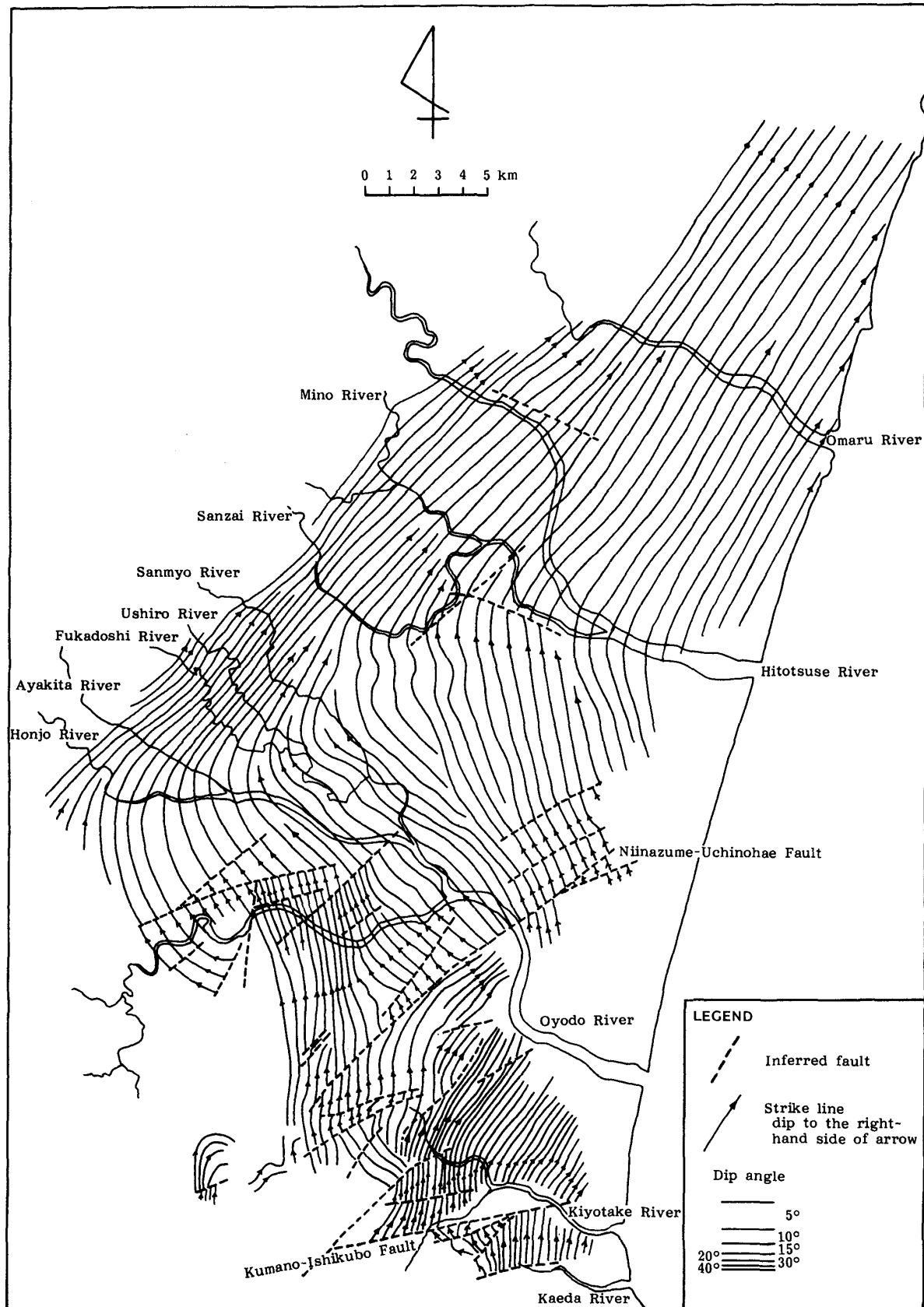


Fig. 2. Map showing the strike-line of the Miyazaki Group.

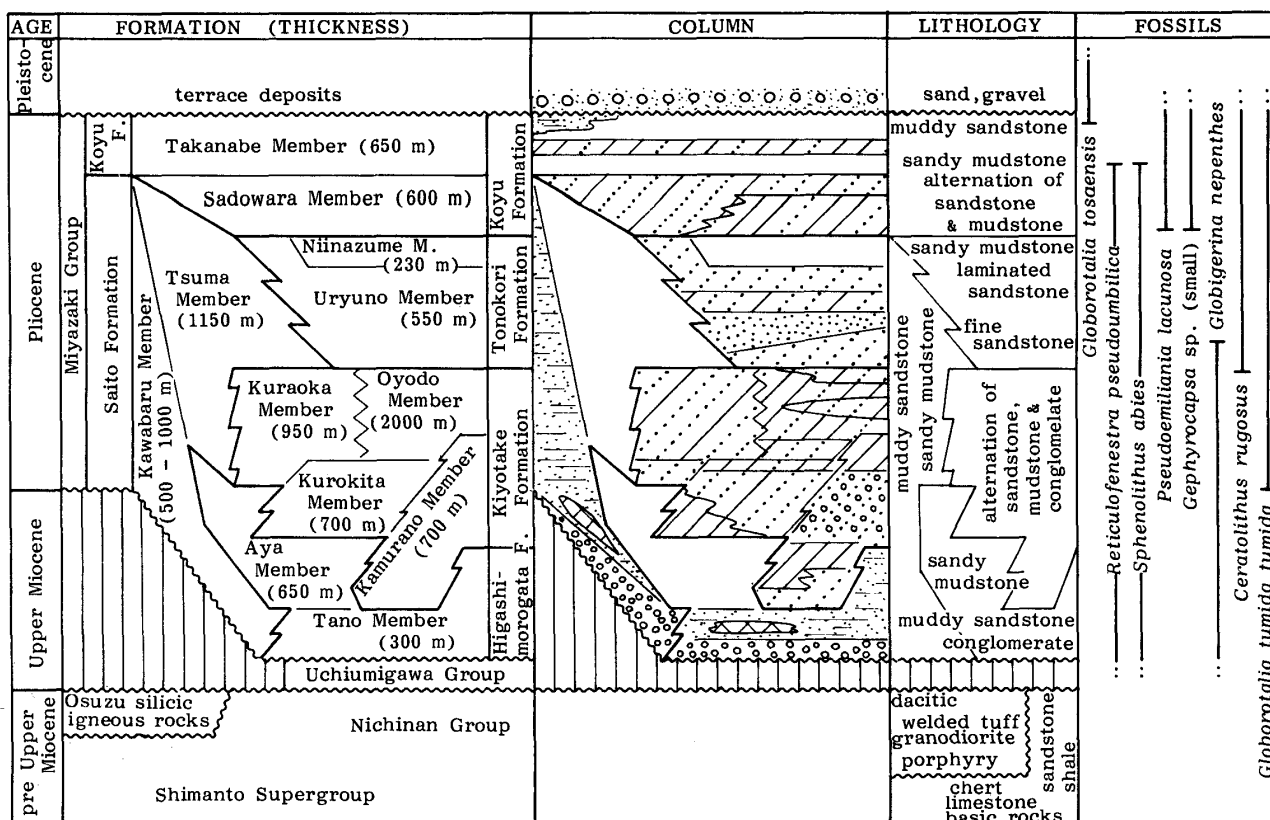


Fig. 3. Stratigraphic sequence.
F. : Formation, M. : Member.

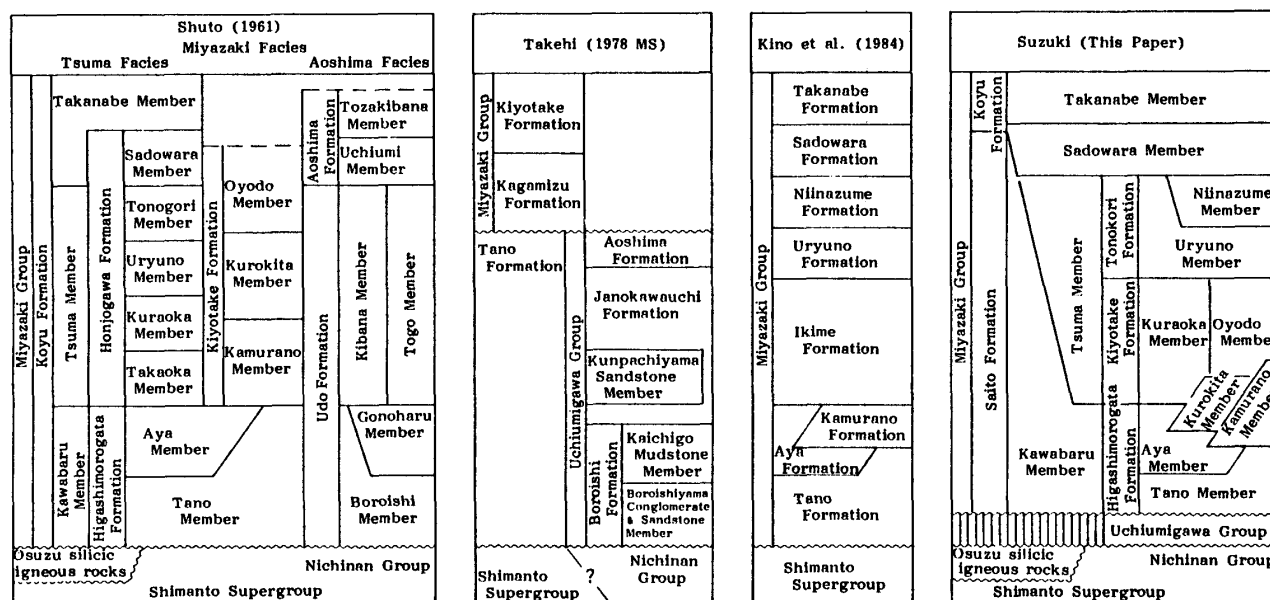


Fig. 4. Historical review of the stratigraphy of the Upper Neogene System of the Miyazaki district.

II. 地 質 各 説

A. 内海川層群 (Uchumigawa Group)

命名者は武樋 (1978MS) で、黒田・松本 (1942) の油津層群、首藤 (1952) の宮崎層群青島相相当層 (鶴戸層・青島層) に等しい。

ほぼ NS 走向で東方へ $20 \sim 40^\circ$ 傾斜し、礫岩層、砂岩層、泥岩層およびその互層を主体とする単調な岩相である。武樋 (1978MS) は、下位より双石層 (双石山礫岩砂岩部層・家一郷泥岩部層)、優砂岩砂岩泥岩互層から成る蛇ノ河内層 (斜鉢山砂岩部層)、優泥岩砂岩泥岩互層から成る青島層の 3 層に区別した。検出した浮遊性有孔虫化石群集の内容によれば、双石層は Blow (1969) の Zone N15 に、蛇ノ河内層は Zone N16 に、青島層は Zone N17 に相当する。すなわち、内海川層群は中部中新統最上部から上部中新統までにわたる。

B. 宮崎層群 (Miyazaki Group)

内尾 (1947) は、宮崎市周辺に分布する新第三系を宮崎層群と命名した。その後、首藤 (1952) は、油津層群・宮崎層群・妻層群・高鍋層群の 4 層群は同時異相または整合関係にあるとして一括し、宮崎層群として再定義した。

武樋 (1978MS) は、首藤 (1952; Shuto, 1961) の清武層と東諸県層との間に不整合を認め、また清武層は青島相相当層とも不整合であるとし、青島相相当層を内海川層群、宮崎相相当層のうち清武層より下位を田野層として独立させ、清武層から上位を宮崎層群として再定義した。

武樋 (1978MS) が宮崎層群と内海川層群を不整合とした根拠は、次の 3 点である。

1. 宮崎層群の基底礫岩層 (EW, 40° N) が、内海川層群の基底礫岩層 (NNE-SSW, 20° E) を完全に切って分布する。
2. 宮崎層群の基底礫岩層は、上方に向かって急激に礫が減るとともに、石灰質団塊を含む細粒砂岩層に漸移するのに対し、内海川層群の礫はかなり上位の層準にも含まれ、また宮崎層群の礫よりも大きい。
3. 浮遊性有孔虫化石群集による年代決定に従えば、宮崎層群と内海川層群は上下関係にある。

また、武樋 (1978MS) が宮崎層群と田野層を不整合とした根拠は、宮崎郡清武町今泉において、宮崎

層群基底部 (NNW-SSE \sim NW-SE, $30 \sim 40^\circ$ E) が田野層 (NE-SW, 20° SE) に斜交するとともに、同層準に礫岩層が発達するためである。今回の調査結果では、武樋 (1978MS) のいう宮崎層群と田野層との関係は、巨視的には走向が斜交するものの、その詳細は急激ながら連続的な走向変化の結果であり、礫岩層も基底礫岩層とみなせないことから、整合一連の堆積物と解釈される。武樋 (1978MS) は、この礫岩層が内海川層群を切る礫岩層に連続すると考えたが、両層の間には EW 走向の断層が存在し、異なる層準の礫岩層である。宮崎層群と内海川層群とは、ほぼ確実に上下関係と考えられるものの不整合露頭は確認できず、観察した限りでは、両者は EW 走向の断層で接する。

以上の結果に基づき、EW 走向の断層の推定される、宮崎市南部を流れる加江田川以北に分布する新第三系を、宮崎層群として再定義する。宮崎層群は、東諸県層、清武層、都於郡層、西都層、児湯層の 5 層から成る。

B-1. 東諸県層 (Higashimorogata Formation)

Shuto (1961) の命名による。

基盤を不整合に覆う礫岩層に始まり、細粒～泥質砂岩層を経て淘汰不良の泥岩層に終わる、宮崎層群最下部層である。岩相上、礫岩層・砂岩層から成る下部層と、泥岩層から成る上部層に区分でき、それぞれ田野部層、綾部層とする。

〈模式地〉 Shuto (1961) は、田野部層の模式地を宮崎郡田野町上原～法光坊の松山川沿いに、綾部層の模式地を綾南川右岸に指定したが、露出不良であるとともにその一部しか認められない。そこで、東諸県層の模式地を東諸県郡綾町至道から同郡国富町森永へ至る綾北川沿いに再設定し、東諸県郡高岡町内ノ八重を流れる黒北川沿いを副模式地とする。

〈分布・一般構造〉 宮崎市丸野から田野町石久保にかけての地域では、内海川層群および日南層群と断層あるいは不整合で接し、四万十累層群を不整合に覆いつつ北方へ向かって分布し、西都市上三財から三納にかけての地域で西都層川原部層に指交・漸移する。

綾町以北では NE-SW 走向で SE へ傾斜し、傾斜角は綾部層で $10 \sim 15^\circ$ 、田野部層で 25° に達する。綾町で走向が NS \sim NNW-SSE に変わるとともに傾斜は $8 \sim 10^\circ$ E となり、大きな半盆状構造を示す。綾部層の泥岩層はこの地域に広く分布する。半盆状

構造南縁部には NE-SW-EW 走向の断層が認められ、この断層より南では基盤岩類が東へ張り出し、走向・傾斜は NS, 15~20° E となる。綾部層は、田野部層上部層および清武層下部層と指交・漸移し、高岡町都崎以南には分布しない。田野町北西部には南へ開いた半盆状構造が認められ、田野部層が分布する。宮崎層群南縁部に発達する NE-SW-EW 走向の断層は、みかけ上左横ずれ成分が強く、もっとも東方へ転移した田野部層は宮崎市丸野に分布し、その基底部の走向・傾斜は EW, 10° N である。

〈層序〉 模式地の本層最下部は、四万十累層群を不整合に覆う、層厚 30 m の細～中礫岩層であり、礫は主に四万十累層群起源の砂岩・粘板岩・珪質岩である。その上位には、淘汰不良の細粒砂岩層～泥質砂岩層が累重する。この礫岩層および砂岩層を田野部層とする(層厚 520 m)。田野部層の上位には、淘汰不良な泥岩層から成る綾部層が重なる(層厚 650 m)。綾部層中には、層厚 5~40 cm の珪長質凝灰岩層および凝灰質砂岩層が 3~4 層認められ、模式地北方の国富町野まで追跡される。綾部層の上位には、清武層倉岡部層基底部の石灰質成層砂岩層が重なる(Fig. 7, 柱状図51)。

副模式地の本層最下部は、基盤岩類起源の礫から成る、層厚 160 m 強の細礫岩層である。基底部では巨礫も含まれ、上方へ向かって細粒砂岩層～含細礫泥質砂岩層に漸移する。その上位には、化石片に富み、しばしば石灰質砂岩層が挟在する、層厚 120 m 強の泥質砂岩層が重なる。さらに、礫を含む淘汰不良な泥岩層が重なり、急激に含礫細粒砂岩層へと漸移する。含礫泥岩層は綾部層の泥岩層と対比可能であり、この含礫泥岩層までを田野部層とする(層厚 300 m)。田野部層は、清武層鹿村野部層基底部の含礫細粒砂岩層に整合に覆われる(柱状図14)。

国富町八重尾の本層最下部は、基盤岩類起源の砂岩・粘板岩・珪質岩から成る、円磨度の良好な層厚 40 m の大～中礫岩層である。上位へ向かって急激に礫径が減少するとともに細粒化し、層厚 280 m の泥質砂岩層へ漸移する。泥質砂岩層の中～上部は植物片に富み、特徴的に黒色～暗褐色を帯びる。この上位に、層厚 60 m 弱の優砂岩砂岩泥岩互層が累重する。砂岩単層中には多数の泥岩偽礫が含まれる。厚さにして 250 m ほど露出を欠くが、その上位には、綾部層に相当する泥岩層が認められる。基底礫岩層から優砂岩砂岩泥岩互層までは田野部層に相当する。東諸県層は層厚 1050 m であり、清武層倉岡部層の優泥岩砂岩泥岩互層に整合に覆われる(柱状図54)。

〈化石〉 田野部層は軟体動物化石を多産し、綾部層は有孔虫化石および石灰質ナンノプランクトン化石に富む。主な産出化石種は、後述諸層産のものととも III 章(化石)に記す。

B-2. 清武層 (Kiyotake Formation)

命名者は内尾(1947)であるが、定義が曖昧なため下記のように再定義する。首藤(1952)の清武層に本庄川層高岡部層・倉岡部層・瓜生野部層下部を加えたものにほぼ等しい。

本層は、砂岩層・泥岩層・礫岩層の互層を主体とする。清武川流域では、下部より、礫岩砂岩泥岩互層主体層、優砂岩砂岩泥岩互層主体層、優泥岩砂岩泥岩互層主体層が認められ、それぞれを鹿村野部層、黒北部層、大淀部層とする。さらに、国富町本庄付近に分布する、砂岩層と泥岩層の等量ないし砂岩勝ちの互層を倉岡部層とする。

〈模式地〉 高岡町と田野町の境界を流れる黒北川沿い、宮崎市時雨より同市古城町へ至る道路沿い、および宮崎市加納林道最西部より同市本郷南方へ至る道路沿い。清武層倉岡部層は模式地において分布しないため、高岡町飯田より国富町本庄を経て同町六野へ至る地域を副模式地とする。

〈分布・一般構造〉 清武層は、東諸県層綾部層と一部指交しつつその上位に整合に重なる。清武川流域から国富町本庄・西都市山田にかけての広い範囲に分布し、西都市岩崎付近で西都層妻部層に指交する。

国富町森永と西都市茶屋を結ぶ NE-SW 方向の線を向斜軸とし、それ以北では走向・傾斜は NNE-SSW, 5~10° E であり、それ以南では走向・傾斜は WNW-ESE, 10° N である。倉岡部層はこの地域に模式的に分布する。

向斜軸以南には NE-SW-EW 走向の断層が発達する。宮崎市講原から高岡町梁瀬に至る断層および宮崎市吉野から高岡町高浜へ至る断層を境に、倉岡部層下部層は黒北部層(NS, 15~20° E)へと変化し、上部層は、走向・傾斜は大きく変わらないものの、泥岩優勢な砂岩泥岩互層から成る大淀部層に急変する。宮崎市新名爪から高岡町内ノ八重にかけて NE-SW 走向の断層が存在するが、以下、新名爪内ノ八重断層と仮称する。大淀川北方の宮崎市平和が丘団地内にその断層露頭が認められ、N56° E, 49° NW の正断層である。大淀川以南の清武層分布域では断層面は確認できないが、断層の推定される宮崎

市跡江から同市細江へ至る低地帯を境に走向が急変し、みかけ上左横ずれを示す。断層北側の走向・傾斜はNW-SE, 10~15° NEであるのに対し、南側の走向・傾斜はNE-SW, 20~30° SEで、ほぼ断層の方向に平行である。清武層鹿村野部層中では、この断層を境に地層の変位はあるものの、走向・傾斜はともにNS, 15~20° Eで違いは認められない。鹿村野部層は、田野町西方で向斜状に屈曲し、走向・傾斜はNW-SE, 10~20° NEとなる。鹿村野部層の上位の黒北部層は、清武町黒北南方で、向斜状に屈曲した鹿村野部層中に尖滅する。清武層は、宮崎層群南縁部に発達するみかけ上左横ずれ成分の強いNE-SW~EW方向の断層により、南部のものほど東方へ転移する。

〈層序〉 模式地の本層最下部は、東諸県層田野部層の含礫泥岩層を整合に覆う、層厚60mの含礫細粒砂岩層である。その上位に、層厚10mの細粒砂岩層、層厚40mの礫岩砂岩泥岩互層が重なる。この礫岩層は化石片に富み、コキナ岩もしばしば認められる。礫は一般に垂円~超円礫で、基盤岩類起源の砂岩・頁岩・珪質岩から成る。厚さにして500mほど、礫岩層・含礫砂岩層・砂質泥岩層・礫岩砂岩互層の交互層が累重し、さらに砂岩泥岩細互層が重なる。ここまでする鹿村野部層とする(層厚720m)。鹿村野部層の上位には、層厚180mの優砂岩~等量砂岩泥岩互層、さらに層厚60mの等量~優泥岩砂岩泥岩互層が累重する。この砂岩泥岩互層を黒北部層とする(層厚240m)。黒北部層上部および中部には、5~60cmの珪長質凝灰岩層~凝灰質砂岩層が2層、宮崎市生目から同市時雨の間で認められる。黒北部層の上位に重なる、泥岩が優勢な砂岩泥岩互層を大淀部層とする(層厚2200m)。大淀部層の最下部は、厚さ250mの優砂岩砂岩泥岩互層で、さらに厚さにして1700mほど、泥岩層・優泥岩砂岩泥岩互層・等量砂岩砂岩泥岩互層が交互する泥岩勝ちの砂岩泥岩互層が累重し、最上部は厚さ220mの優砂岩砂岩泥岩互層である(柱状図14・16・20・21・26・28)。

清武層の優砂岩~等量砂岩泥岩互層はリズミカルな互層形態をとり、砂岩単層は級化構造を示すとともにしばしば底痕が認められる。以上の事実より、鹿村野部層上部から大淀部層までは典型的な乱泥流堆積物相と考えられる。底痕の示す古流向は、統計的处理をするには測定数が足りないものの、黒北部層では西方から東方への、大淀部層では南方から北方への砂の供給方向を示唆する。両部層で供給源の異なることも予想されるが、精度の低さから区別は

困難であるため、古流向は南西から北東へとしておく。

副模式地の本層最下部は、東諸県層綾部層の淘汰不良な泥岩層を整合に覆う、層厚100mの砂岩泥岩互層である。ただし、本層はこの地域において綾部層と指交しており、ふたたび綾部層の泥岩層に覆われる。この砂岩泥岩互層は黒北部層に相当し、下部は砂岩勝ちで上部は泥岩勝ちである。上位の泥岩層は、層厚30mの成層砂岩層に整合に覆われる。さらに上位にむかって、厚さ5m内外の細粒砂岩層を挟む層厚40mの砂質泥岩層、層厚480mにわたる優砂岩砂岩泥岩互層と優泥岩砂岩泥岩互層の交互層、層厚50m強の細粒砂岩層主体層、層厚80mの優泥岩~等量砂岩泥岩互層、層厚300m弱の泥岩層主体層の順に累重し、ここまでする倉岡部層とする(層厚950m; 柱状図44・45・87・88)。倉岡部層は明瞭な互層のサイクルをもたず、各露頭においても不均一な互層形態をとり、鹿村野部層・黒北部層・大淀部層とは対照的である。

〈化石〉 清武層は有孔虫化石および石灰質ナンノプランクトン化石に富み、また倉岡部層の砂岩泥岩互層中の厚砂岩層からは軟体動物化石が産出する。

B-3. 都於郡層 (Tonokori Formation)

命名者は竹原(1952)であるが、調査地域の最上部層であったため全体の構造が把握されていない。そこで下記のように都於郡層を再定義する。首藤(1952)の本庄川層瓜生野部層上部と都於郡層をあわせたものに等しい。

下部は、厚砂岩層主体の優砂岩砂岩泥岩互層および成層砂岩層で、上部は塊状の砂質泥岩層から成る。ここで、下部層を瓜生野部層、上部層を新名爪部層とする。

〈模式地〉 西都市八木佐野南方より宮崎郡佐土原町平等寺へ至る石崎川沿い。瓜生野部層および新名爪部層の名称の由来である、宮崎市瓜生野から同市新名爪へ至る地域を副模式地とする。

〈分布・一般構造〉 宮崎市瓜生野・新名爪から西都市都於郡町にかけて分布する。みかけ上、下位の清武層倉岡部層と走向が斜交するが、これは急激ながらも連続的な走向の変化であり、その関係は整合である。模式地以南では下部層と上部層の分化が明瞭であるが、模式地以北では全層をつうじて泥岩勝ちの砂岩泥岩互層となり、さらに北方で、西都層妻部層に指交・漸移する。

一般に NNW-SSE^{ひらばる}～NS 走向で、東へ11° 前後傾斜する。宮崎市瓜生野～広原以南では、左横ずれ成分を伴う、NE-SW 走向の北落ちの正断層の存在により、東方へ転移しながら分布する。宮崎市下北方町以南では沖積面下に没する。

〈層序〉 模式地では下位の清武層倉岡部層との境界は確認できない。最下部は、厚さ 10 m 内外の成層砂岩層を挟む層厚 140 m の砂質泥岩層である。これより上位に向かって、層厚 30 m の成層砂岩層、厚さ 5 m 内外の細粒砂岩層を挟む層厚 50 m の砂質泥岩層、層厚 50 m の優砂岩砂岩泥岩互層、上部に細礫岩層または含礫泥岩層を挟む層厚 70 m の成層砂岩層、層厚 40 m の砂質泥岩層～優泥岩砂岩泥岩互層、層厚 10 m の含礫砂岩層、薄い含礫泥岩層を 3 層挟む層厚 100 m の優砂岩砂岩泥岩互層、さらに、層厚 40 m の等量砂岩泥岩互層の順に累重する。頻繁に挟まれる礫岩層中の礫は、四万十累層群起源の砂岩・粘板岩・珪質岩で、円磨度の良い細礫～大礫である。含礫泥岩層はスランプ性堆積物と考えられ、中にはタービダイトと考えられる細礫岩層も認められる。これらの上位には、層厚 100 m の優泥岩砂岩泥岩互層を挟む砂質泥岩層が重なる。成層砂岩層～等量砂岩泥岩互層は瓜生野部層(層厚 550 m)で、最上部の砂質泥岩層は新名爪部層(層厚 100 m)である。新名爪部層は、児湯層佐土原部層の等量砂岩泥岩互層に整合に覆われる(柱状図89・90・91)。

副模式地の本層最下部は、清武層倉岡部層の砂質泥岩層に整合に重なる、層厚 5 m の細粒砂岩層である。その上位には、厚さ 250 m にわたる成層砂岩層主体層が重なるが、下部の砂岩層中には石灰質団塊が認められる。さらに、砂岩勝ちから泥岩勝ちへと上方へ向かって細粒化する層厚 70 m の砂岩泥岩互層が重なる。その中部には、宮崎市垂水の 5 枚組の珪長質凝灰岩層および同市畑の凝灰質砂岩層に対比可能である、珪長質凝灰岩層が認められる。砂岩泥岩互層の上位には、層厚 220 m の砂質泥岩層が重なる。細粒砂岩層から砂岩泥岩互層までは瓜生野部層(層厚 320 m)に相当し、砂質泥岩層は新名爪部層(層厚 220 m)に相当する。新名爪部層は、児湯層佐土原部層に整合に覆われる(柱状図75・76)。

〈化石〉 瓜生野部層下部の砂質泥岩層、上部の含礫泥岩層および新名爪部層は軟体動物化石を多産する。また、都於郡層は有孔虫化石および石灰質ナンノプランクトン化石に富む。

B-4. 西都層(新称) (Saito Formation)

宮崎層群分布域北部の、礫岩層に始まり泥質砂岩層を経て淘汰不良な砂質泥岩層へと漸移する地層を、西都層と命名する。下部の泥岩層^{かわ}～泥質砂岩層を川原部層、上部の砂質泥岩層を妻部層とする。本層は、首藤(1952; Shuto, 1961)の児湯層川原部層、妻部層および高鍋部層の一部をあわせたものに等しい。

〈模式地〉 西都市山島津より児湯郡新富町竹淵へ至る一ツ瀬川北岸。川原部層の名称の由来する、児湯郡木城町川原から同郡高鍋町羽根田へ至る地域を副模式地とする。

〈分布・一般構造〉 本層は西都市を流れる三財川以北に広く分布する。小丸川以北では、段丘堆積物が発達するため河床にのみ露出し、児湯郡川南町と同郡農町の境界を流れる名貫川沿いが分布北限である。川原部層は、西都市上三財から同市三納にかけての地域で東諸県層と指交する。妻部層は、東諸県層綾部層の上位に重なるが、ともに砂質な泥岩層で明瞭な境界がひけない。そこで、西都市茶臼原南方の凝灰質砂岩層の下限を妻部層の下限とする。妻部層は、三財川流域で清武層倉岡部層および都於郡層と指交・漸移する。さらに、妻部層の砂質泥岩層は、小丸川流域で川原部層の泥質砂岩層に側方変化する。

本層は、NE-SW～NNE-SSW 走向で東へ緩く傾斜する単調な同斜構造をもつ。傾斜角は下部ほど大きく、妻部層上部では 8° 前後であるが川原部層では 15～20° である。

〈層序〉 模式地の本層最下部は、四万十累層群を不整合に覆う、層厚 150 m の成層細～中礫岩層である。礫は円磨度の良い基盤岩類起源の砂岩・頁岩・珪質岩である。これより上位にむかって、層厚 90 m の含礫砂岩層、層厚 20 m の細粒砂岩層、下部が弱く成層する層厚 350 m の淘汰不良な泥質砂岩層の順に累重する。ここまでを川原部層とする(層厚 610 m)。川原部層は厚い泥岩層に覆われる。川原部層の上限から 30 m 上位の層準に、東諸県層綾部層と西都層妻部層の境界に指定した、厚さ 20 cm の凝灰質砂岩層が挟まれる。これより下位の砂質泥岩層は東諸県層綾部層(層厚 30 m)に相当し、より軟弱で淘汰不良な上位の砂質泥岩層が妻部層である(層厚 1150 m)。妻部層最下底より 830 m 上位の層準に、南方へ良く追跡できる厚さ 60 cm の白色珪長質凝灰岩層が認められる。妻部層は、児湯層佐土原部層の砂岩泥岩互層に整合に覆われる(柱状図70・104)。

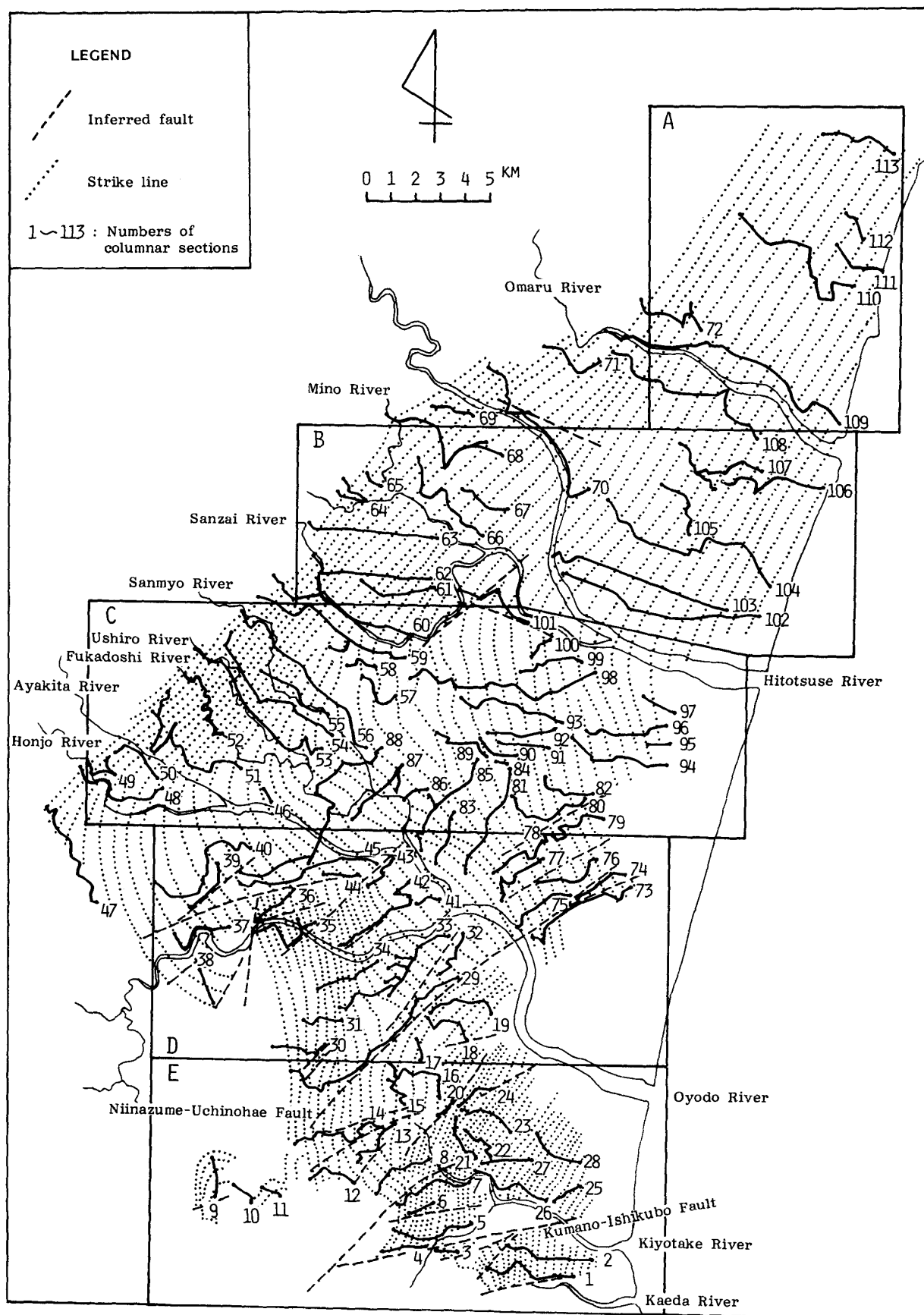


Fig. 8. Map showing routes of columnar sections and sample localities of microfossils.
For A, B, C, D and E see Figs. 9A-9E.

副模式地の本層最下部は、四万十累層群を不整合に覆う、層厚 180 m の小～中礫岩層である。礫は基盤岩類起源の砂岩・頁岩から成る円～亜円礫である。上位にむかって、層厚 100 m 弱の含礫砂岩層～粗粒砂岩層、層厚 400 m 強の淘汰不良な泥質砂岩層が重なる。泥質砂岩層下部に厚さ 20 cm の凝灰質砂岩層が認められるが、これは模式地で妻部層の下限に定めたものに対比される。さらに層厚 10 m の砂質泥岩層が重なり、最上部は層厚 500 m 強の泥質砂岩層である。基底礫岩層よりこの泥質砂岩層までを川原部層とする(層厚 1200 m)。中～上部の泥質砂岩層は、妻部層の砂質泥岩層が側方へ変化したものである。西都層は、児湯層高鍋部層の泥岩層に整合に覆われる(柱状図71・108)。

〈化石〉 川原部層は軟体動物化石を多産し、妻部層は有孔虫化石および石灰質ナンノプランクトン化石に富む。

B-5. 児湯層 (Koyu Formation)

首藤(1952; Shuto, 1961)は、宮崎層群分布域北部の礫岩層および軟弱な泥岩層を児湯層と命名したが、本研究では下記のように児湯層を再定義する。首藤(1952)の児湯層高鍋部層中～上部および本庄川層佐土原部層をあわせたものに等しい。

下部は優砂岩砂岩泥岩互層主体の砂岩泥岩互層より成り、上部は主に泥岩層より成る。下部の砂岩泥岩互層を佐土原部層、上部の泥岩層を高鍋部層とする。

〈模式地〉 児湯郡高鍋町南高鍋より北高鍋へ至る地域。佐土原部層の名称の由来である、西都市岩爪から宮崎郡佐土原町佐土原へ至る地域を副模式地とする。

〈分布・一般構造〉 本層は、宮崎市新名爪から川南町通浜にかけての地域に分布する、宮崎層群最上部層である。下位の西都層および都於郡層を整合に覆う。本層下部層は、一ツ瀬川以北で西都層上部層と指交する。

一ツ瀬川以北ではNE-SW走向でSEへ8°前後傾斜するが、一ツ瀬川をはさんで向斜状に緩やかに屈曲し、川以南では、NNW-SSE走向でEへ10°前後傾斜する単調な同斜構造を示す。

佐土原町久峰には、礫岩層と含礫泥岩層を主体とするスランプ帯が認められる。礫は基盤岩類起源の砂岩・頁岩・珪質岩から成る円磨度の良い小～大礫で、しばしば成層する。褶曲構造の示唆するスラン

プの方向は、西から東または北から南である。

〈層序〉 模式地の本層最下部は、西都層妻部層の砂質泥岩層を整合に覆う、層厚 40 m の優泥岩砂岩泥岩互層である。その上位に、層厚 40 m の淘汰不良な泥質砂岩層が重なる。この砂岩泥岩互層および泥質砂岩層を佐土原部層(層厚 80 m)とする。佐土原部層の上位には、砂質泥岩層、泥質砂岩層および境界の不明瞭なそれらの縞状互層が交互し、これらを高鍋部層(層厚 730 m)とする(柱状図106・107)。

副模式地の本層最下部は、都於郡層を整合に覆う、層厚 230 m の等量砂岩泥岩互層である。その上位に、層厚 70 m の泥岩層～優泥岩砂岩泥岩互層、厚砂岩層を挟む層厚 200 m の優砂岩砂岩泥岩互層が累重する。これらの砂岩泥岩互層を佐土原部層(層厚 500 m)とする(柱状図93・98・99)。

〈化石〉 高鍋部層は軟体動物化石を多産し、佐土原部層からも軟体動物化石が産出する。児湯層は有孔虫化石および石灰質ナンノプランクトン化石に富む。

III. 化 石

岩相変化の著しい宮崎層群中に5つの層序単位を認め、その対応関係を明らかにしたが、さらに年代的な同時性を確認するために、宮崎層群内に10本のルートを設定して浮遊性微化石基準面を側方へ追跡した。ただし、露頭の不連続あるいは母岩中の微化石の保存不良のために、厳密な等層位間隔での検討は行えなかった。検出した浮遊性微化石は、石灰質ナンノプランクトン化石(Table 1)および浮遊性有孔虫化石である。あわせて底生有孔虫化石の検出も行い(Table 2)、宮崎層群の堆積環境を推定した。有孔虫化石は、硫酸ナトリウム法およびナフサ法で処理した80gの母岩から、80メッシュ以上のものを300個体程度拾い出して検討した。ただし、堆積環境の推定を行う場合は、115メッシュ以上の化石300個体以上で行った。Fig. 8およびFig. 9に浮遊性微化石の産出地点を示す。また、10本のルートにおける浮遊性微化石産出層準の対比をFig. 10に示す。

III-A. 浮遊性有孔虫化石

宮崎層群中の年代決定に有効な浮遊性有孔虫化石基準面は、次のものである。

Globorotalia tumida tumida (Brady) の初出現層

準：本層準は、Blow (1969) の Zone N17 と N18 の境界，すなわち中新世—鮮新世境界の指標である。

Globigerina nepenthes Todd の消滅層準。

Pulleniatina primalis Banner and Blow の殻の巻き方向が，下位から上位に向かって左巻きから右巻きに移行する層準。

Globorotalia tosaensis Takayanagi and Saito の初出現層準：本層準は、Blow (1969) の Zone N20 と N21 の境界を規定する。

Globorotalia tumida tumida の初産出は，最南部ルートでは TU-5 で，I ルートでは OY-6，G ルートでは UT-1，F ルートでは MK-8，E ルートでは IA-18，D ルートでは F-38 である。この層準は，D ルートから I ルートにかけてほぼ直線的に追跡できることから，*Globorotalia tumida tumida* の初出現層準に近似できると考えられる。本層準は，最南部では清武層大淀部層と同層鹿村野部層の境界付近に認められるが，北方へ向かって，清武層黒北部層中，東諸県層綾部層中へと岩相層序単位にやや斜交しつつ認められる。このことから，宮崎層群下部層は中新統上部と考えられる。

Globigerina nepenthes は，新名爪—内ノ八重断層以南のルートでは，清武層大淀部層最上部の HK-3 まで検出される。断層以北では，C ルートの SK-25 が産出上限となる。SK-25 は都於郡層瓜生野部層下部に位置づけられることから，本種の消滅層準は都於郡層瓜生野部層中に推定され，清武層は本種の消滅層準より下位に相当する。

Pulleniatina primalis の殻の巻き方向は，児湯層佐土原部層中部の SK-42 までは下位よりすべて左巻きであるが，児湯層高鍋部層下部の SK-47 以上では右巻きとなる。このことから，殻の巻き方向が左巻きから右巻きへ移行する層準は，佐土原部層と高鍋部層の境界付近に推定される。

平野 (1980MS) は，B ルートの HIT-17 より，*Globorotalia tosaensis* を検出した。HIT-17 は児湯層高鍋部層上部に位置づけられることから，本種の初出現層準は高鍋部層上部にあると推定される。すなわち，高鍋部層上部層は Blow (1969) の Zone N21 に相当する。

III-B. 石灰質ナンノプランクトン化石

宮崎層群中の年代決定に有効な石灰質ナンノプランクトン化石基準面は，次のものである。

Ceratolithus rugosus Bukry and Bramlette の初

出現層準：本層準は，Okada and Bukry (1980) の Zone CN10b-CN10c の境界を規定する。

Pseudoemiliana lacunosa (Kamptner) Gartner の初出現層準。

Gephyrocapsa 属の小型種の初出現層準。

Sphenolithus 属および *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) Gartner の消滅層準：本層準は，Okada and Bukry (1980) の Zone CN11-CN12 の境界を規定する。

C ルートの SK-19 より，*Ceratolithus rugosus* を検出した。SK-19 は清武層倉岡部層上部に位置づけられ，また，新名爪—内ノ八重断層以南の清武層からは本種は産出しないことから，本種の初出現層準は清武層倉岡部層上部，しかも清武層大淀部層最上部よりも上位に推定される。すなわち，清武層の大部分は，Zone CN10b 以下に相当し，最上部は Zone CN10c にかかる。

Pseudoemiliana lacunosa の初産出が C ルートの SK-40 および A ルートの OM-10 に認められ，*Gephyrocapsa* 属の小型種の初産出が C ルートの SK-40 および A ルートの HE-4 に認められる。SK-40 は児湯層佐土原部層下部に位置づけられる。OM-10 は，西都層川原部層上部層と指交する児湯層高鍋部層に位置づけられ，HE-4 はそれよりやや上位層準の，西都層川原部層上部に位置づけられる。各層準は異なる岩相層序単位に属するが，これは岩相が側方へ指交・漸移しているためである。

C ルートの SK-44 に，*Sphenolithus abies* Deflandre in Deflandre and Fert および *Reticulofenestra pseudumbilica* の産出上限が認められる。SK-44 は児湯層高鍋部層最下部に相当することから，本層の消滅層準は高鍋部層下部にあると推定される。すなわち，児湯層高鍋部層下部の一部は Zone CN11 に相当し，中～上部は CN12 以上に相当する。

III-C. 底生有孔虫化石

底生有孔虫化石群集に基づく宮崎層群の堆積環境の考察を，E ルートと C ルートを組み合わせた“中部ルート”，および北部ルート (A ルート) の 2 ルートについて行った。Table 2 は，宮崎層群から検出した底生有孔虫化石の一覧表である。

1) 中部ルート

東諸県層田野部層の IA-3 から主に次のような化石種を検出した。

Ammonia inflata (Seguenza)*Pseudorotalia papillosa* (Brady)

これらは水深70~100m以浅に生息域をもち、中部ルートではIA-3以外の試料からはほとんど検出されず、検出された場合もその個体数は少ない。逆に、IA-3から検出される深海底生種の個体数は著しく少ない。このことから、東諸島層田野部層上部層の堆積環境は内部亜沿岸帯と推定される。

東諸島層綾部層のIA-5, 1A-11, 1A-18から検出した化石群集によれば、その堆積環境は、一部上部漸深海底帯にかかる程度の外部亜沿岸帯と考えられる。

清武層倉岡部層のSK-10, SK-17から検出した化石群集は、これも一部上部漸深海底帯にかかる程度の外部亜沿岸帯のものと思われる。

都於郡層に関しては、80メッシュ以上の大きさの水洗試料中の有孔虫化石に基づくために他の試料と同等の比較はできないが、検出した化石群集からは、その堆積環境は外部亜沿岸帯ないし上部漸深海底帯と推定される。

さらに児湯層高鍋部層下部のSK-47から検出した化石群集は上部漸深海底帯を指示している。

以上のように、中部ルートでは、宮崎層群の堆積深度は上部層ほど増大する傾向にあったことが推定される。

2) 北部ルート

西都層川原部層のOM-2から主に次のような化石種を検出した。

Bolivinita quadrilatera (Schwager)*Bulimina marginata* d'Orbigny*Lenticulina sagamiensis* (Asano)*Nonionellina labradorica* (Dawson)

その他、個体数は少ないものの深い環境を示唆する化石種が多数認められる。これらの化石群集によれば、その堆積環境は上部漸深海底帯と考えられる。

さらに、西都層川原部層上部(HE-4)および児湯層高鍋部層(OM-13)から検出した化石群集は、いずれも上部漸深海底帯のものである。

以上のように、北部ルートの宮崎層群はすべて上部漸深海底帯に堆積したと推定される。

III-D. 軟体動物化石群集

筆者は軟体動物化石を採取していないため、佐藤(1979MS)・小島(1979MS)・平野(1980MS)の結果を参考とする。

宮崎層群分布域南部の東諸島層田野部層から産出する化石群集によれば、田野部層の堆積深度は数10m程度で、上部層ほどやや深い環境が推定される(佐藤, 1979MS)。宮崎層群分布域中部の東諸島層田野部層から産出する化石動物群は、南方系の黒潮海域のものであり、内湾度の強い浅海環境(水深30~50m)と考えられ(小島, 1979MS)、また、同地域に分布する東諸島層綾部層から産出する化石群集は、水深50~60mの内湾性ないし水深100m程度の浅海環境を示す(平野, 1980MS)。

一ツ瀬川以南に分布する西都層川原部層下部層から産出する化石群集は、潮間帯~水深50m程度の内湾性の環境を示し、川原部層上部層からは下部層よりもやや深い環境を示す化石群集が産出する(平野, 1980MS)。

清武層倉岡部層からは、水深150m以深の半深海性の堆積環境を示す化石群集が産出する(小島, 1979MS)。

都於郡層については、その分布域南部からは清武層倉岡部層よりも深い堆積環境を示唆する化石群集が産出し(小島, 1979MS)、西都層妻部層と指交関係にある分布域北部から産出する化石群集は、水深50~100mの浅海性環境を示す(平野, 1980MS)。

児湯層佐土原部層から産出する化石群集は、水深200m以深の半深海性の堆積環境を示す(小島, 1979MS)。佐土原町久峰に分布する児湯層高鍋部層中には、浅い環境を示す化石種と深い環境を示す化石種が混在する(平野, 1980MS)。この地域は顕著なスランプ帯である点を考慮すれば、水深200m以深の堆積環境が推定される。これに対して、さらに北方の新富町に分布する高鍋部層から産出する化石群集は、水深60~100m前後のやや浅い堆積環境を示す(平野, 1980MS)。

IV. 宮崎層群の年代

宮崎層群下部層が中新統にかかることはすでに述べたので、その下限を考察する。

層位学的に宮崎層群は内海川層群よりも上位であり、内海川層群最上部からは浮遊性有孔虫化石 *Pul-leniatina primalis* の産出が報告されている(武樋, 1978MS)。本種の初出現は後期中新世後期であり、宮崎層群はそれ以降の堆積物であることから、宮崎層群最下部は上部中新統上部に相当する。

つぎに宮崎層群の上限を考察する。

Natori (1976) は、宮崎層群上部から浮遊性有孔虫

化石 *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) を検出した。本種は鮮新世—更新世の境界付近に初出現することから、彼は、宮崎層群は一部更新統にわたるとした。しかしながら、今回の調査ではこの種は検出されなかった。

西田 (1980b) は、宮崎層群上部～最上部において、石灰質ナンノプランクトン化石 *Discoaster brouweri* Tan Sin Hok が消滅し、それに引き続いて *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner が出現すると報告した。前種の消滅および後種の出現は鮮新世—更新世の境界付近で起こることから、西田 (1980b) は、やはり宮崎層群は一部更新世にかかるとした。しかし、西田 (1980a) によれば、*Gephyrocapsa oceanica* の出現は中緯度地域の方が低緯度地域よりも早く、後期鮮新世にはすでに出現する。また本研究では、*Discoaster* 属は宮崎層群最上部まで検出された。このことから、宮崎層群は更新統にはかからない可能性が高い。

以上より、宮崎層群は最上部中新統から鮮新統上部までであると推定される。

V. 宮崎層群の堆積環境の総括

化石群集より推定される宮崎層群の堆積深度は、観察される岩相と調和的である。水深50m 以浅の内湾度の強い環境が考えられる東諸県層田野部層は、主に礫岩層と砂岩層から成る。国富町八重尾東方に分布する泥質砂岩砂質泥岩互層は、著しく植物片に富み黒色を帯びることから潟性環境が推定される。

清武層倉岡部層基底部の石灰質化石床は、堆積当時の基底突出部に発達したと考えられ、清武層鹿村野部層下部の礫岩層も、やはり堆積当時の基底突出部に発達したと思われる。

清武層鹿村野部層上部から大淀部層にかけての典型的な混濁流堆積物相は、水深100m 以深の海底扇状地に、粗粒物質が南西方向から供給されることにより形成されたと推定される。清武層倉岡部層と都於郡層瓜生野部層は、典型的な混濁流堆積物相の特徴を示さないものの、やはり粗粒物質は浅海域からもたらされたと考えられ、その分布状態から供給源は西方ないし北方の可能性がある。

清武層倉岡部層内での90°もの走向変化は、堆積以前に形成されていた湾曲構造に加えて、堆積当時も北西側が隆起したためと考えられる。巨視的には走向が斜交しながら、その上位に整合に重なる都於郡層瓜生野部層は、後の急激かつ多量の粗粒物質の供

給によりもたらされたと考えられる。この解釈によれば、都於郡層北部の堆積深度が南部に比べて浅く推定されたことも説明できる。

佐土原町久峰に分布する児湯層高鍋部層中のスランプ堆積物の供給地は、西方ないし北方に推定される。久峰北方に分布する高鍋部層の堆積深度がスランプ帯の堆積深度より浅いと考えられることも、これと矛盾しない。

検出した底生有孔虫化石群集に基づけば、北部ルートの宮崎層群の堆積環境は上部漸深海底帯と推定されるが、岩相上もう少し浅い環境が期待され、さらに詳細な検討が必要である。

VI. 対 比

宮崎層群の堆積史を、西南日本外帯の宮古島・沖縄島・掛川・房総半島に分布する新第三系と比較した (Fig. 1, Fig. 11)。参考までに、各地の古地磁気層序もあわせて示す (宮古島：中川ほか, 1986；宮崎：中川, 1983；掛川：Yoshida and Niitsuma, 1976；房総：Niitsuma, 1976)。対比の結果、次の諸点が明らかとなった。

1. 微化石基準面に基づくと、宮崎層群は宮古島の島尻層群 (中森, 1982) および沖縄島の島尻層群宇栄原層・与那原層 (渡辺, 1980MS) と対比される。島尻層群豊見城層 (Natori, 1976) は内海川層群に対比される。掛川 (Oda, 1977；Honda, 1981MS) の菅ヶ谷層および相良層下部は内海川層群と対比され、相良層中～上部および堀ノ内層下部は宮崎層群と対比される。房総 (Oda, 1977；Honda, 1981MS) の天津層は内海川層群と対比され、宮崎層群は清澄層・安野層・上総層群下部に対比される。
2. 宮崎層群は他地域の同時期の堆積物に比べて厚い。
3. 島尻層群および宮崎層群は、鮮新統中部以上に珪長質凝灰岩層を多数挟み、また両層群とも上部層ほど深い環境が推定されるなど、似かよった堆積史を示す。
4. 宮崎地域での宮崎層群と内海川層群との不整合関係は、房総では豊岡層群と佐久間層群との関係に相当する。房総半島東部では、佐久間層群天津層と豊岡層群清澄層は整合関係である。天津層の堆積速度は上部では5 cm/1000年であるが、最上部では1 cm/1000年に減少し、さらに、鮮新世に入ってから60 cm/1000年と激増する (吉田, 1977 MS)。後期中新世から鮮新世にかけて海退が行わ

れた証拠は汎世界的に認められ、内海川層群と宮崎層群との間の不整合もこの海水準変動に起因するところが大きいと考えられる。

VII. 地 質 構 造

宮崎層群は、分布域中央部に ENE-WSW 方向の軸をもつ、東に開いた向斜構造を示す。向斜北翼は、NNE-SSW 走向で東へ10°前後傾斜した単調な同斜構造である。向斜南翼では、西側の基盤岩類が東へ突出するとともに、NE-SW-EW の断層が発達し、複雑な地質構造を示す。

宮崎層群中には多数の小断層が観察されるが、その大部分は正断層で、逆断層は測定した総断層(364条)の5%未満にすぎない。正断層の落差は1cm以下から数mにわたり、一般に NE-SW 走向で NW あるいは SE 方向へ60~90°の高角度で傾斜する。

宮崎層群下部層中に認められる断層の多くは、形成時にある程度の封圧を必要とするクリーンカット型の断層であるが、同一露頭内に、面の癒着した同じ方向性をもつ断層がしばしば観察される。また、宮崎層群上部層中には面の癒着した断層が卓越し、断層面を境に、地層の引きずりや回転が認められる。

小断層の π ポール図(下半球投影)を Fig. 12 に示す。断層の形成年代を推定するため、層序に従って6つの stage に分け、さらに宮崎層群の大構造に基づいていくつかの地域に分けて図示してある。また、共役断層より求めた応力配置の結果を、Table 3 および Fig. 13 に示す。ここで、断層面の走向・傾斜は地層面の傾斜角に従った補正を行わず、未補正の値を利用する。

1) Stage I の小断層

Stage I に観察される小断層は、一般に断層面が開口し、 π ポールはシュミットネットの第2象限および第4象限に分布する。清武町沓掛の共役断層 TAN-7 より求めた応力方向は、 σ_1 がやや鉛直方向からはずれるものの σ_3 は水平に WNW-ESE 方向を示す。観察露頭の南東部は特異な崩壊構造をもつが(Plate 1-1), TAN-7 を形成した応力場と関係することも予想される。

2) Stage II の小断層

Stage II に観察される小断層は、走向が NE-SW ~ NNW-SSE である。クリーンカット型、もしくは薄く断層粘土を挟む開口型の断層が多いが、清武

町松葉に観察される小断層は、面の一部が癒着したり、断層を挟んで地層の引きずりが認められる。

松葉の共役断層 TAN-8 より求めた応力方向は、 σ_1 が低角度で NS 方向を示し、 σ_2 が鉛直に近く、 σ_3 は水平に WNW-ESE 方向を示す。TAN-8 は、宮崎層群南縁部に発達する ENE-WSW 方向の2つの断層に挟まれた特殊な位置にある。これらの断層は、層位学的研究より左横ずれ成分が強いと推定されるが、小断層解析の結果はその可能性をとくに否定しない。

宮崎市大畑の共役断層 KAM-7 より求めた応力方向は、 σ_1 がほぼ鉛直で、 σ_2 と σ_3 は水平に、それぞれ NE-SW 方向、NW-SE 方向を示す。

3) Stage III の小断層

Stage III に観察される小断層の断層面は、大部分が NE-SW 走向であるが、NW-SE 走向の断層が Stage I, II に較べて多数認められる。NE-SW 系と NW-SE 系の断層面の性質に違いはなく、その大部分はクリーンカット型の断層であるが、NW-SE 系断層の80%以上が、宮崎市北川内町から南西へ延びる断層の西側近傍に観察される。

相対的に地質構造が安定な地域で観察した共役断層 KURO-1, 2, 4, 28 は、Stage II で記した共役断層 KAM-7 と同様に、 σ_1 は鉛直に近く、 σ_3 は水平に WNW-ESE ~ NW-SE 方向を示す。大きな断層近傍で観察したそれら以外の共役断層は、同様の応力配置のほか、しばしば異なる応力方向を示す。

宮崎市持田の KURO-25 は、 σ_1 は鉛直に近いが σ_3 が NS 方向を示し、一般傾向と一致しない。観察露頭付近は北から南へ向かって地滑りを起こした地帯であることから、地滑りに伴う地塊の回転運動により、 σ_3 が NS 方向になったと推定される。ただし、KURO-25 の断層自体はクリーンカット型の正断層で、地滑りに伴う EW 系の断裂あるいは開口断層とは区別される。

造成中の宮崎市生目台団地の共役断層 KURO-30 ~ 34 の示す異なる応力配置の原因も、やはり局所的な変形履歴が考えられる。例えば、Plate 1-2 の露頭左側の小断層は KURO-32 に相当し、KURO-33, 34 は右側の地塊中で観察したものであるが、この地塊は明らかに回転運動を起こしているため、一次の応力場を反映していない。

4) Stage IV の小断層

Stage IV に観察される小断層はクリーンカット

| Formation (Member) | Locality number | Conjugate set | | | Principal stress axis | | | Shear angle(2 θ) | Bedding plane |
|---|--------------------|------------------------------|------------------------------------|------------------------|-----------------------|---------------------------------|----------------------------------|-----------------------------|------------------|
| | | Fault plane | Sense (Throw) | Character | σ_1 | σ_2 | σ_3 | | |
| Higashimorogata Formation (Tano Member) | TAN- 7 | N40E, 60NW N20E, 80 E | normal(1.1 m) normal(13 cm) | with shear zone | 228 \angle 60 | 25 \angle 29 | 119 \angle 8 | 42 | (N 5W, 2 W) |
| | TAN- 8 | N 1W, 77 E N23E, vertical | normal(110 cm) West down(10 cm) | | 189 \angle 27 | 24 \angle 62 | 282 \angle 5 | 26 | N68W, 26 N |
| Kiyotake Formation (Kamurano Member) | KAM- 7 | N35E, 70NW N33E, 88SE | normal(3 m) normal(50 cm) | with shear zone | 289 \angle 80 | 34 \angle 2 | 124 \angle 8 | 22 | N 5E, 9 E |
| | KURO- 1 | N47E, 54SE N12E, 65 W | normal(5 cm) normal(12 cm) | | 42 \angle 60 | 205 \angle 28 | 298 \angle 5 | 66 | N11E, 11 E |
| Kiyotake Formation (Kurokita Member) | KURO- 2 | N54E, 82NW N38E, 76SE | normal(15 cm) normal | with shear zone | 222 \angle 52 | 48 \angle 38 | 314 \angle 3 | 26 | N55W, 11NE |
| | KURO- 4 | N31E, 77NW N37E, 73SE | normal normal | | 47 \angle 77 | 214 \angle 12 | 304 \angle 2 | 31 | (N87E, 13 N) |
| | KURO-10 | N25E, 60SE N23E, 78 W | normal(7 cm) normal(20 cm) | | 99 \angle 81 | 204 \angle 2 | 293 \angle 8 | 22 | N23E, 13 E |
| | KURO-16 | N80E, 85 S EW, 85 N | normal(22 cm) normal(10 cm) | | 264 \angle 46 | 85 \angle 45 | 354 \angle 1 | 15 | N19E, 30 E |
| | KURO-17 | N53E, 78SE N47E, 62NW | normal(26 cm) normal(110 cm) | obscure fault plane | 7 \angle 78 | 232 \angle 8 | 140 \angle 6 | 40 | N21E, 28 E |
| | KURO-17' | N71E, 64 N N57E, 79SE | normal(25 cm) normal(30 cm) | | 266 \angle 68 | 61 \angle 20 | 153 \angle 7 | 39 | N45E, 25SE |
| | KURO-25 | N81E, vertical N85E, 60 N | South down(30 cm) normal | with shear zone | 326 \angle 73 | 82 \angle 7 | 171 \angle 14 | 29 | N19E, 16 E |
| | KURO-28 | N36E, 65SE N56E, 66NW | normal normal | obscure fault plane | 223 \angle 67 | 46 \angle 22 | 315 \angle 1 | 52 | N36W, 18NE |
| | KURO-30 | N30E, 85SE N28E, 41NW | normal normal | | 304 \angle 68 | 209 \angle 2 | 118 \angle 20 | 54 | N55E, 22SE |
| | KURO-31 | N43E, 79SE N41E, 57NW | normal normal | | 320 \angle 78 | 222 \angle 1 | 131 \angle 10 | 43 | N53E, 28SE |
| | KURO-32 | N 5E, 80 W N55E, 82SE | normal normal | | 30 \angle 20 | 212 \angle 68 | 120 \angle 0 300 \angle 0 | 52 | N71W, 11 N |
| | KURO-33 | N45W, 83NE N15E, 79 W | normal normal | | 165 \angle 18 | 340 \angle 71 | 74 \angle 1 | 61 | N47E, 13SE |
| | KURO-34 | N43W, 76NE N70W, 80 S | normal normal | | 304 \angle 40 | 122 \angle 50 | 213 \angle 1 | 35 | N15E, 15 E |
| Kiyotake Formation (Oyodo Member) | OYO- 2 | N62E, 71NW N45E, 78SE | normal normal | | 240 \angle 60 | 52 \angle 29 | 143 \angle 3 | 34 | N 2W, 27 E |
| | OYO- 9 | N57E, 42SE N83W, 72 N | normal(7 cm) normal(38 cm) | | 233 \angle 58 | 89 \angle 26 | 354 \angle 16 | 74 | N 5W, 35 E |
| | OYO-10 | N25E, 59NW N25E, vertical | normal(23 cm) East down | obscure fault plane | 295 \angle 73 | 25 \angle 0 205 \angle 0 | 115 \angle 17 | 35 | NS, 31 E |
| | OYO-11 | N74W, 81 N N46W, 61SW | normal(70 cm) normal(15 cm) | | 132 \angle 52 | 292 \angle 36 | 30 \angle 10 | 45 | N50E, 22SE |
| | OYO-13 | N79E, 70 N N79E, 62 S | normal(20 cm) normal(30 cm) | obscure fault plane | 234 \angle 78 | 76 \angle 10 | 343 \angle 2 | 48 | N13E, 29 E |
| Kiyotake Formation (Kuraoka Member) | KURA- 5 | N38E, 68NW N85E, 50 S | normal(60 cm) normal(80 cm) | | 73 \angle 56 | 232 \angle 33 | 328 \angle 8 | 74 | N75W, 10 N |
| | KURA- 8 | N79E, 79 N N65E, 55SE | normal(2 m) normal(10 cm) | | 216 \angle 70 | 76 \angle 16 | 342 \angle 11 | 46 | N32W, 8NE |
| | KURA-10 | N50E, 63NW N75E, 63 S | normal normal | | 68 \angle 70 | 244 \angle 20 | 335 \angle 0 155 \angle 0 | 56 | N70W, 6 N |
| | KURA-17 | N49E, 51NW N55E, 65SE | normal(1.5 m) normal(2 m) | | 5 \angle 81 | 234 \angle 5 | 141 \angle 5 | 63 | N26E, 17SE |
| | KURA-18 | N67W, 57 N N85E, 44 S | normal(1.5 m) normal(30 cm) | | 259 \angle 71 | 104 \angle 17 | 11 \angle 5 | 82 | N11W, 9 E |
| | KURA-19 | N78W, 80 N N59E, 72SE | normal normal(20 cm) | | 259 \angle 33 | 88 \angle 58 | 342 \angle 8 | 50 | N 2E, 10 E |
| Saito Formation (Tsuma Member) | TSU- 2 | N63W, 53SW N 3E, 88 E | normal normal | | 320 \angle 31 | 180 \angle 51 | 68 \angle 20 | 70 | N15E, 13 E |
| Tonokori Formation (Uryuno Member) | URY- 6 | N40E, 60SE N32E, 67NW | normal normal | | 60 \angle 81 | 215 \angle 8 | 305 \angle 4 | 52 | (N 7W, 9 E) |
| | URY- 7 | N56E, 64SE N65E, 67NW | normal(40 cm) normal(70 cm) | | 228 \angle 78 | 62 \angle 10 | 329 \angle 2 | 48 | N 1W, 13 E |
| | URY-17 | N20E, 64 W NS, 83 E | normal normal | | 203 \angle 57 | 4 \angle 32 | 99 \angle 8 | 36 | (N 5E, 5 E) |
| | URY-18 | N63E, 52SE N55E, 82NW | normal normal | | 114 \angle 74 | 236 \angle 9 | 327 \angle 12 | 46 | N 5E, 5 E |
| | URY-19 | N30E, 75SE N48E, 68NW | normal normal | | 224 \angle 62 | 38 \angle 29 | 128 \angle 3 | 40 | (N 5E, 5 E) |
| | URY-20 | N31E, 76NW N50E, 68SE | normal(20 cm) normal(5 cm) | | 50 \angle 62 | 218 \angle 28 | 309 \angle 4 | 40 | (N 5E, 5 E) |
| | URY-20' | N29E, 75SE N56E, 73NW | normal(10 cm) normal(15 cm) | | 223 \angle 48 | 43 \angle 42 | 134 \angle 1 | 40 | (N 5E, 5 E) |
| | URY-24 | N57E, 82SE N50E, 62NW | normal normal | | 14 \angle 75 | 235 \angle 12 | 144 \angle 8 | 35 | (N15W, 13 E) |
| Tonokori Formation (Niinazume Member) | NII- 1 | N40E, 75SE N65E, 80NW | normal normal | | 230 \angle 43 | 55 \angle 47 | 322 \angle 2 | 34 | N16W, 13 E |
| | NII- 3 | N55E, 68NW N52E, 77SE | normal normal | | 276 \angle 8 | 53 \angle 5 | 143 \angle 4 | 35 | (N37W, 7NE) |
| Koyu Formation (Takanabe Member) | TAK- 1 | N16E, 67 W N 9W, 78 E | normal normal | | 190 \angle 53 | 358 \angle 36 | 93 \angle 4 | 41 | N18W, 18 E |
| | TAK- 4 | N15E, 50 W N30E, 50SE | normal normal | obscure fault plane | 48 \angle 78 | 201 \angle 7 | 291 \angle 4 | 88 | N20E, 11 E |

Table 3. List of selected conjugated minor faults.

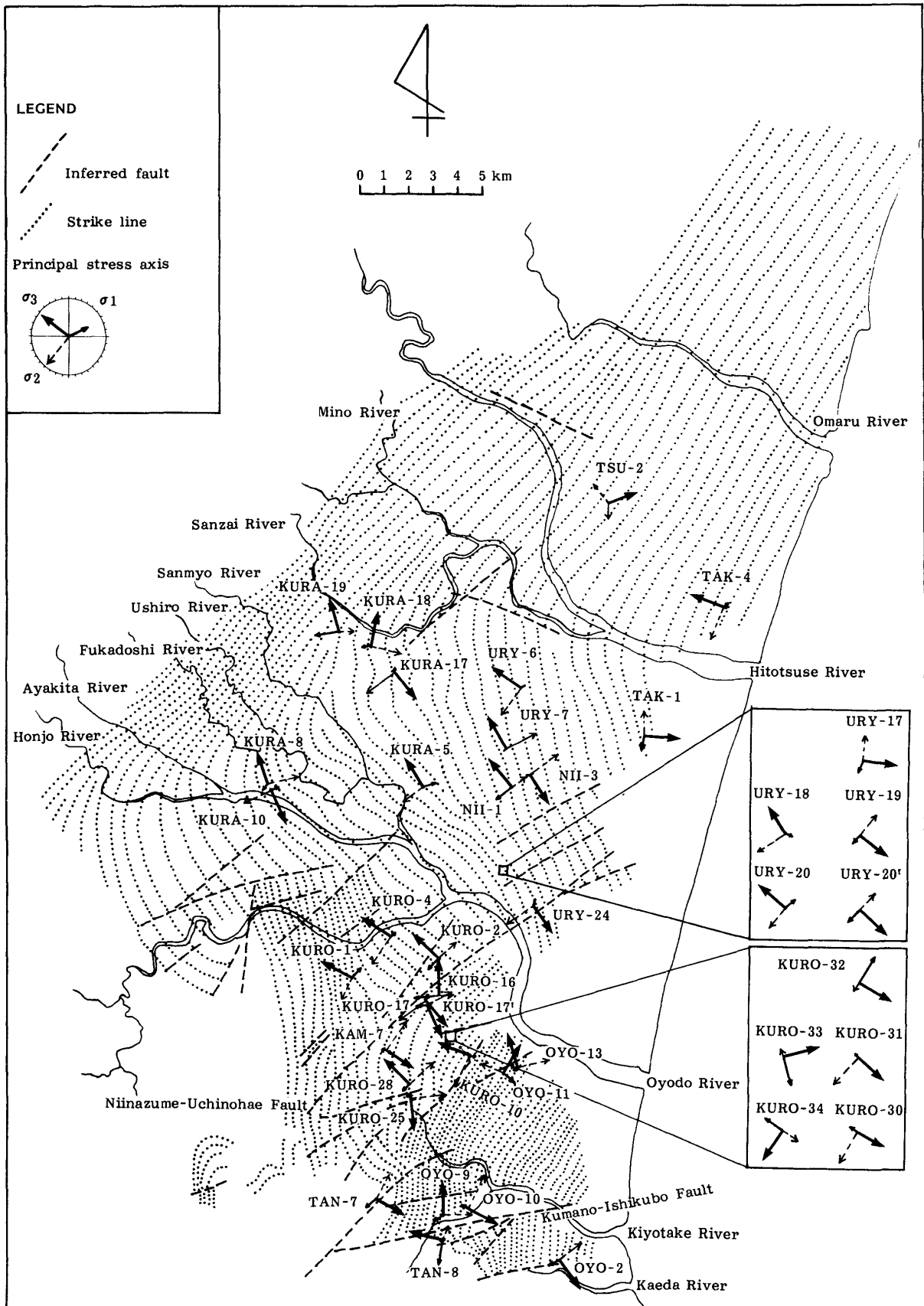


Fig. 13. Distribution of principal stresses.

型で、一部断層面が癒着している。

新名爪一内ノ八重断層以北(清武層倉岡部層に相当)では、集中性は悪いものの、断層の走向は NE-SW~ENE-WSW で50~70°前後傾斜する。

共役断層 KURA-5, 8, 10, 17, 18, 19 は、宮崎層群の大構造を成す向斜の軸付近に位置するが、その応力配置は、 σ_1 が鉛直に近く、 σ_3 が水平に NNW-SSE 方向を示す。国富町木脇北方の共役断層 KURA-5 の観察露頭内には、比較的低角(40°)な面の癒着した正断層が認められる。これはいわゆる円弧滑り型の正断層であり、その上盤に、多数の垂直な小断層が観察される (Plate 1-3)。

新名爪一内ノ八重断層と熊野一石久保断層(宮崎市熊野から田野町石久保へ至る断層を上述のように仮称する)との間の小断層の π ポールは特に集中度が悪いが、同地域の小断層のほとんどすべてが大断層近傍で観察されたものであることから、二次的な応力の重なり、あるいは回転運動が加えられたためと考えられる。実際、大きな断層の発達する清武層中 (Stage II の一部および III, IV) には、宮崎層群中に観察される逆断層の90%以上が、また NW-SE 系の断層の75%以上が集中する。宮崎市本郷地域では NNE-SSW 走向の高角断層が卓越し、宮崎市大坪町地域では EW 走向の断層が卓越するが、それ以外の地域では断層の走向は NE-SW である。

比較的大きな断層の近傍に位置する、宮崎市大坪町の共役断層 OYO-11, 13 の応力方向は、 σ_3 がそれぞれ NNE-SSW および NNW-SSE 方向を示し、明らかに地域の傾向と異なる。

熊野一石久保断層以南の宮崎市熊野に観察される小断層は、面が一部癒着し、地層の引きずりも認められる。同地域の共役断層 OYO-2 の応力配置は、 σ_1 はほぼ鉛直で、 σ_3 は水平に NW-SE 方向を示す。

5) Stage V の小断層

Stage V には、Stage I~IV に較べて低角度の小断層が多く観察される。クリーンカット型と癒着型の断層が混在するが、その走向はともに NE-SW である。癒着型の断層は、とくに宮崎市瓜生野付近に卓越する。

地層の走向が NE-SW である新富町川床の共役断層 TSU-2 の応力配置は、 $\sigma_1=320^\circ$, $\angle 31^\circ$, $\sigma_2=180^\circ$, $\angle 51^\circ$, $\sigma_3=68^\circ$, $\angle 20^\circ$ で、ほかの共役断層とかなり異なるが、原因は不明である。Stage V 中のそれ以外の共役断層から求めた応力配置はほぼ一致し、 σ_1 はほぼ鉛直で、 σ_3 は水平に NW-SE~NNW-

SSE 方向を示す。

6) Stage VI の小断層

Stage VI に観察される小断層の断層面は、ほとんどすべてが癒着している。

地層の走向が NNE-SSW である新富町^{とんだ}富田の共役断層 TAK-4 の応力配置は、 σ_1 がほぼ鉛直で、 σ_3 は水平に WNW-ESE 方向を示す。

佐土原町久峰では、大規模な地層のスランピングが明瞭に観察される (Plate 1-4)。スランプの方向は、その褶曲構造より、西から東あるいは北から南が予想される。同地域の共役断層 TAK-1 の応力方向は、 σ_3 が水平に EW 方向を示し、すなわち EW 方向の引張場が推定されるが、このことは西から東へのスランプの方向を肯定する。

7) 小断層解析結果のまとめ

1. 宮崎層群中に認められる小断層は、クリーンカット型・癒着型に関わらず、ほとんどすべてが NE-SW 系の正断層である。この方向以外の断層および逆断層はきわめて少なく、そのような断層は、大きな断層近傍の二次的な変形の予想される地域に認められる。
2. 復元した3主応力軸方位は、全地域を通じてよく揃う。すなわち、 σ_1 はほぼ鉛直となり、 σ_2 は低角あるいは水平に NE-SW 方向で、 σ_3 はほぼ水平に NW-SE 方向を示す。また、剪断面角 (2θ) の平均値は45°となる。
3. 宮崎層群上部層ほど、面の癒着した小断層の多いことから、断層活動は、主に宮崎層群堆積後間もない頃に行われたと考えられる、その支配応力場は、北西から南東への引張場と推定される。

VIII. 結 論

1. 従来の宮崎層群 (Shuto, 1961) のうち、明らかに年代の異なる青島相相当層を内海川層群として独立させ、宮崎相・妻相相当層を宮崎層群として再定義する。内海川層群は、中部中新統から上部中新統にわたる。
2. 岩相に基づき、宮崎層群中に5層12部層を認識した。
3. 宮崎層群は、浮遊性有孔虫化石に基づけば、Blow (1969) の Zone N17~N21 に相当し、石灰質ナンノプランクトン化石に基づけば、Okada and

Bukry (1980) の Zone CN10b の下位から CN12 の上位までに相当する。また、底生有孔虫化石群集によれば、宮崎層群は上部層ほど堆積深度が深かったと推定される。

すなわち、宮崎層群は後期中新世後期から鮮新世後期にかけての海進期の堆積物であり、おそらく更新世にはかからないと考えられる。

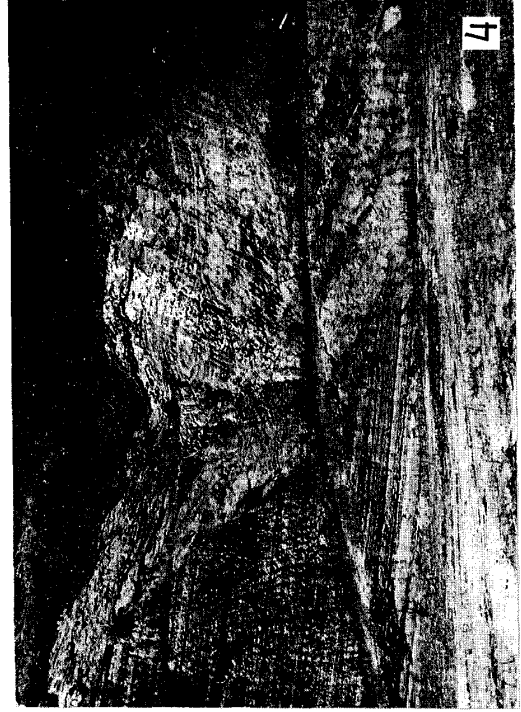
4. 宮崎層群中に観察される断層の大部分は、宮崎層群堆積直後に、北西から南東への引張場のもとで形成されたと推定される。

引用文献

- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P., and Renz, H. H., eds., *Proc. 1st Internat. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva* (1967), v. 1, p. 199-422, E. J. Brill, Leiden.
- Endo, T., 1968, Geological study of the Miyazaki Coastal Plain, Southeastern Kyushu, Japan. *Miyazaki Univ., Mem. Fac. Educ., (Nat. Sci.)*, v. 24, p. 17-64.
- 平野芳昭, 1980MS, 宮崎県西都市及び佐土原町付近の地質. 東北大地質古生物卒業論文.
- Honda, N., 1981MS, Upper Cenozoic calcareous nanofossil biostratigraphy of the Pacific side of Japan. *Tohoku Univ., Inst. Geol. Pal., Doctor. Thesis*.
- 星埜由尚, 1971, 宮崎平野の地形発達に関する諸問題. 第四紀研究, v. 10, p. 99-109.
- 伊木常誠, 1904, 20万分の1「佐土原」地質図幅及び説明書.
- 加藤高政, 1985, 日南層群の層位学的研究. 東北大地質古生物研報, no. 87, p. 1-23.
- 木野義人, 影山邦夫, 奥村公男, 遠藤秀典, 福田 理, 横山勝三, 1984, 宮崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 100p.
- 小島芳之, 1979MS, 宮崎県宮崎市北部及び東諸県郡の地質. 東北大地質古生物卒業論文.
- 黒田秀隆, 松本達郎, 1942, 日向南部の地質学的研究(予報) 特に油津町を中心として. 地質学雑誌, v. 49, p. 255-256.
- 中川久夫, 1983, 琉球列島新生代地史の概要. 地質学論集, no. 22, p. 67-79.
- , 新妻信明, 村上道雄, 渡辺臣史, 1976, 沖縄県宮古島・久米島の島尻層群の地磁気層序概要. 琉球列島の地質学的研究, no. 1, p. 55-63.
- 中森 亨, 1982, 琉球列島宮古群島の地質. 東北大地質古生物研報, no. 84, p. 23-39.
- Natori, H., 1976, Planktonic foraminiferal biostratigraphy and datum planes in the Late Cenozoic sedimentary sequence in Okinawa-jima, Japan. In Takayanagi, Y., and Saito, T., eds., *Progress in Micropaleontology*, p. 214-243, Micropal. Press, New York.
- 新妻信明, 1976, 房総半島における古地磁気層位学. 地質学雑誌, v. 82, p. 163-181.
- 西田史朗, 1980a, 沖縄南部の鮮新-更新統境界付近の石灰質ナンノプランクトン層序. 地質学雑誌, v. 86, p. 525-536.
- , 1980b, 宮崎層群の石灰質超微化石層序. 奈良教育大紀要, 自然, v. 29, no. 2, p. 65-79.
- Oda, M., 1977, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, v. 48, p. 1-72.
- Okada, H., and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Mar. Micropal.*, v. 5, p. 321-325.
- 大塚専一, 1900, 20万分の1「宮崎」地質図幅及び説明書.
- 大塚弥之助, 1930, 宮崎県高鍋町付近の地質学的問題. 地理学評論, v. 6, p. 496-522.
- 佐藤比呂志, 1979MS, 宮崎市周辺地域の地質. 東北大地質古生物卒業論文.
- 首藤次男, 1952, 宮崎層群の地史学的研究. 九大理研報 (地質学之部), v. 4, p. 1-40.
- Shuto, T., 1961, Palaeontological Study of the Miyazaki Group (A General Account of the Faunas). *Kyushu Univ., Mem. Fac. Sci., Ser. D, Geol.*, v. 10, no. 2, p. 73-206.
- 鈴木秀明, 1986MS, 宮崎県中部宮崎層群の地質学的研究. 東北大地質古生物修士論文.
- 竹原平一, 1952, 宮崎県児湯郡三財村字中村付近石油調査報告. 地質調査所月報, vo. 3, no. 9, p. 64-69.
- 武樋憲明, 1978MS, 宮崎市南部の地質. 東北大地質古生物卒業論文.
- 竹下 徹, 1982, 宮崎県南那珂山地北部の四万十層群の層序と構造. 地質学雑誌, v. 88, p. 37-54.
- 玉田芳和, 1980MS, 宮崎県日南市付近の地質. 東北大地質古生物卒業論文.
- 内尾高保, 1947, 宮崎市周辺の地質(講演要旨). 地質学雑誌, v. 53, p. 87-88.
- 渡辺康志, 1980MS, 沖縄県沖縄本島南部の地質. 東北大地質古生物卒業論文.
- 吉田和郎, 1977MS, 房総半島新第三系の地磁気層位学的研究. 東北大地質古生物修士論文.
- Yoshida, K., and Niitsuma, N., 1976, Magnetostratigraphy in the Kakegawa district. In Tsuchi, R., ed., *Kakegawa district. Guide book for Excursion 3, 1st Internat. Congr. Pacific Neogene Strat.*, p. 54-59.

Explanation of Plate.

- Plate 1-1. The conjugate fault set in the Tano Member of the Kiyotake Formation at Kutsukake, Kiyotake Town (TAN-7).
- Plate 1-2. Faults in the Kurokita Member of the Kiyotake Formation at Ikime, Miyazaki City (KURO-32).
- Plate 1-3. Faults in the Kuraoka Member of the Kiyotake Formation at Kiwaki, Kunitomi Town (KURA-5).
- Plate 1-4. Slump beds in the Takanabe Member of the Koyu Formation at Hisamine, Sadowara Town (near TAK-1).



Stratigraphy of the Miyazaki Group in the southeastern part of Miyazaki Prefecture, Kyushu, Japan

Hideaki Suzuki

Abstract The Upper Neogene Miyazaki Group is distributed in the low hills along the Pacific coast in the southeastern part of Miyazaki Prefecture. The group overlies the Cretaceous to Lower Miocene Shimanto Supergroup, the Lower Eocene to Lower Miocene Nichinan Group and the Middle Miocene Osuzuyama silicic igneous rocks unconformably and is in fault contact with the Upper Miocene Uchiumigawa Group. The Nichinan and Uchiumigawa Groups are distributed in the inland and coastal parts, respectively, of the Minaminaka Mountains to the southwest and the others are in the Kyushu Mountains to the west–northwest of the hills.

In the Miyazaki Group in the sense of Shuto (1952, 1961), the Aoshima facies is older than the Tsuma and Miyazaki facies in geologic age, so only the Miyazaki and Tsuma facies are redefined as the components of the Miyazaki Group. The Aoshima facies is distinguished from the Miyazaki Group and included in the Uchiumigawa Group proposed by Takehi (1978MS).

The Miyazaki Group forms a gentle syncline plunging east apparently. The strata on the north flank of the syncline strike NNE–SSW to NE–SW and dip 10° eastwards homoclinally. On the other hand, there are many faults on the south flank of the syncline. The strata strike NW–SE to NS and dip 10 to 20° eastwards between the axis of the syncline and the Niinazume–Uchinohae fault. On the south of the fault the strike changes NE–SW to NS and dip increases to 20 to 30° eastwards.

Lithologically the Miyazaki Group is divided into the Higashimorogata, Kiyotake, Tonokori, Saito and Koyu Formations. The Kiyotake Formation overlies the Higashimorogata Formation and is overlain by the Tonokori Formation conformably. The Saito Formation interfingers with the above three formations. The Koyu Formation, the uppermost formation in the group, overlies the Tonokori and Saito Formations with conformity.

The Higashimorogata Formation comprises the Tano and Aya Members in ascending order. The former is composed of conglomerate, fine sandstone and muddy sandstone, and the latter of sandy mudstone.

The Kiyotake Formation comprises four members which are the Kamurano, Kurokita and Oyodo Members in ascending order and the Kuraoka Member interfingering with the above three members. The Kamurano Member consists of an alternation of sandstone and mudstone with interbedded conglomerate, the Kurokita Member of the alternation dominated by sandstone, the Oyodo Member of the alternation dominated by mudstone, and the Kuraoka Member of an alternation of thick sandstone and mudstone in equal amounts.

The Tonokori Formation is subdivided into the Uryuno and Niinazume Members in ascending order. The former is composed of laminated fine sandstone and an alternation of sandstone and mudstone, and the latter of sandy mudstone.

The Saito Formation comprises the Kawabaru and Tsuma Members in ascending order. The former is composed of conglomerate, fine sandstone and muddy sandstone, and the latter of sandy mudstone.

The Koyu Formation is subdivided into the Sadowara and Takanabe Members in ascending order. The former is composed of an alternation of sandstone and mudstone, and the latter of sandy mudstone.

The benthic foraminifers and molluscs from the Higashimorogata Formation indicate that the Tano Member was deposited in an inner sublittoral zone and the Aya Member in an outer sublittoral zone. The sedimentary environments of the Kiyotake Formation, excepting the lower part of the Kamurano Member, and the Tonokori Formation are an outer sublittoral zone to an upper bathyal zone. The sedimentary environment of the Koyu Formation is an upper bathyal zone.

On the basis of planktonic microfossils, the boundary between foraminiferal zones N17 and N18 (Blow, 1969) is situated in the lower part of the Kurokita Member of the Kiyotake Formation and the strata below this boundary is the upper Upper Miocene. The boundaries between calcareous nannoplanktonic zones CN10b and CN10c and CN11 and CN12 (Okada and Bukry, 1980) are probably in the upper part of the Kiyotake Formation and in the lower part of the Takanabe Member of the Koyu Formation, respectively. Furthermore the boundary between foraminiferal zones N20 and N21 is within the upper part of the Takanabe Member of the Koyu Formation. No microfossils of Pleistocene age were found from the Miyazaki Group. The group ranges in age from the latest Miocene to the latest Pliocene.

Most of faults in the Miyazaki Group are normal ones and trend NE–SW. Fault planes are clean-cut in the lower part, but obscure in the upper part of the group. The principal stresses estimated from an analysis of the minor faults are horizontally NW–SE trending σ_3 , vertical σ_1 and 45° mean shear angles (2θ). This analysis indicates that the Miyazaki Group was cut by many faults under extensional stress in a southeast direction soon after deposition.